

روشی برای پیش‌بینی رخداد توفان‌های تندری با طرح دو بررسی موردی

سحر تاج بخش^{۱*}، پروین غفاریان^۲ و ابراهیم میرزایی^۳

^۱ دکتری هواشناسی، سازمان هواشناسی کشور، تهران، ایران

^۲ دانشجوی دکتری هواشناسی، دانشگاه آزاد اسلامی، واحد علوم و تحقیقات، تهران، ایران

^۳ کارشناس ارشد هواشناسی، سازمان هواشناسی کشور، تهران، ایران

(دریافت: ۸۷/۵/۱، پذیرش نهایی: ۸۷/۱/۵)

چکیده

در این تحقیق کوشش شده است تا شیوه پیش‌بینی وقوع توفان تندری با استفاده از درخت تصمیم‌گیری (decision tree) عرضه شود. این روش که می‌تواند راهنمای خوبی برای پیش‌بین‌های هواشناس باشد، به کمک خروجی‌های هر مدل منطقه‌ای قابل بررسی است. از این رو، در این مقاله ضمن بررسی الگوهای بزرگ‌مقیاس جو در بررسی‌های موردی، با تحلیل برخی از مهم‌ترین خروجی‌های مدل منطقه‌ای MM5 با درجه تفکیک ۳۵ کیلومتر برای پیش‌بینی توفان تندری (همگرایی جریان در سطح زمین، سرعت قائم در لایه‌های زیرین جو، میزان رطوبت و فرونشست جریان در لایه‌های میانی و بالایی جو)، از آنها در درخت تصمیم‌گیری استفاده شده است. نتایج این تحقیق نشان می‌دهد که شاخص‌های بزرگ‌مقیاس وقوع توفان تندری مشابه غالب ناپایداری‌های جوی است و پیش‌بینی این پدیده نیازمند اجرای مدل‌های منطقه‌ای میان‌مقیاس است. آستانه مقادیر عددی خروجی‌های رطوبت نسبی و فرونشست جریان در لایه‌های میانی جو در ایستگاه مهرآباد تهران با مقادیر آستانه‌ای موجود برای رخداد توفان هم‌خوانی دارد اما مقادیر عددی سرعت قائم در تراز ۸۵۰ میلی باری در این مدل با آستانه‌های موجود هماهنگ نیست. همچنین مقادیر عددی برخی از مهم‌ترین شاخص‌های صعود (SWEAT، KI، LI و CAPE) براساس نمودار skew-t در ایستگاه یادشده با آستانه‌های موجود در جدول‌های عرضه شده برای رخداد توفان تندری در دیگر تحقیقات همخوان است. از این رو می‌توان با اعمال مقادیر عددی پیش‌بینی شده پارامترهای موردنیاز برای تحلیل نقشه‌های skew-t به آستانه‌های یادشده اطمینان کرد.

واژه‌های کلیدی: توفان تندری، درخت تصمیم‌گیری، شاخص صعود، مدل پیش‌بینی عددی منطقه‌ای

Two case studies to introduce a method for thunderstorm forecasting

Tajbakhsh, S.¹, Ghaffarian, P.² and Mirzaie, E.³

¹ Ph. D. of Meteorology, Iranian Meteorological Organization, Tehran, Iran

² Ph. D. Student of Meteorology, Islamic Azad University, Research and Science Branch, Tehran, Iran

³ M.Sc. of Meteorology, Iranian Meteorological Organization, Tehran, Iran

(Received: 22 July 2008, Accepted: 24 Jan 2009)

Abstract

Thunderstorm is one of the most dangerous phenomena in aviation because the greatest number weather hazards such as icing, turbulence, wind shear, lightning hail are combined in one single source, the thunderstorm. Spatial characteristics of thunderstorms which can be

associated with irreparable outcomes are known by most of the forecasters. Tornadoes, microbursts, very strong winds and flash floods are some of the accompanying hazardous atmospheric conditions with thunderstorm. Therefore, its prediction is one of the elementary duties of forecasting centers to rectify aeronautical problems.

Typical horizontal and vertical extents of thunderstorm are in order of tens of kilometers and 30,000 feet (up to and pushing into the tropopause at times) respectively, and typical duration in time is in the order of 30 minutes. The life cycle of a thunderstorm is divided into three stages. In the first, the towering cumulus stage, warm moist unstable air feeds the cloud's vertical growth and updraft increases in strength. The second stage is known as the mature stage where the cumulonimbus top glaciates and down drafts become significant. In the third, dissipating, Stage, the anvils are well developed and the down drafts diminish. Associated clouds include cumulus cloud (Cu), towering cumulus (TCu), cumulonimbus (Cb) thunderstorm cloud. Often low-level stratus (St) forms in the precipitation at the base of a thunderstorm, The morning appearance of altocumulus castellans, turrets of middle-level cloud, are the precursor to thunderstorm activity later in the day.

Several methods have been presented for thunderstorm forecasting since 1951. Most of them are applicable when an active atmospheric system on a large scale is dominant. But many strong storms cannot be monitored on the synoptic scale. Therefore, some other forecasting methods were introduced by Dvorak et al. (1975). These methods have been known as decision tree. Colquhoun was the first one who used decision tree for thunderstorm forecasting. He tried to solve some problems of thunderstorm forecasts using skew-t data and NWP outputs. Then, in 1998 Miles and Colquhoun (1998) modified the tree, so that all parameters could be computed automatically from numerical weather prediction outputs.

The method which is presented in this paper is the Colquhoun (1996) algorithm. It is a suitable guide for meteorologists for predicting thunderstorms using each numerical weather prediction output.

Two case studies are considered to survey the thunderstorm in the present research. Both of them occurred at 15 UTC at Mehr-Abad airport. One of them on 13th of May and another on 5th of June 2007 which are analyzed according to the decision tree. The surface and upper air synoptic patterns and satellite images are studied in events of storms. On the other hand some MM5 numerical weather prediction outputs are examined to determine the threshold values of vertical velocity in 850mb, relative humidity in 500-600mb and subsidence currents in 400-500 mb layers. It should be mentioned that the MM5 was run with 35km resolution in regional scale. To access better results, some of the most significant thermodynamic upward motion indices are calculated for Mehr-Abad airport such as LI, KI, SWEAT index, CAPE and BRN using the RAOB software.

Analysis of the MM5 outputs shows that the vertical velocity in 850 mb is not reliable because the observations confirm the passage of a cold front which is a reason for convergence in low level but the vertical velocity values do not correspond with them. The threshold values of relative humidity and sinking currents are the same as other studies in the world. Also, the LI, KI, SWEAT and CAPE values represented unstable conditions for thunderstorm occurrence.

Although most of decisions in the Colquhoun algorithm are designed for severe thunderstorms in tropical and subtropical regions, some boxes of the decision tree are denoted to ordinary storms which occur in mid latitudes of which 2 examples are shown in this research. So, it can be used in operational applications such as aeronautical meteorology in

forecasting center of IRIMO. Large scale patterns are not suitable guides for the prediction of thunderstorms because there are no especial indexes for identifying the storms and they can show instability qualitatively. The thermodynamic indexes (LI, KI, SWEAT and CAPE) and their threshold values are appropriate signs to forecast storms in the Tehran area. MM5 vertical velocity at low level isn't reliable and needs to be modified but relative humidity and subsiding currents in mid levels give the acceptable results.

Key words: Thunderstorm, Decision tree, Thermodynamic Ascend index, Numerical weather Prediction

۱ مقدمه

در ۱۹۸۲ روشن ساختند که روش‌های پیشنهادی تا آن زمان شیوه مناسبی برای پیش‌بینی توفان‌ها نبوده‌اند و غالب دیوبادهای شدید با شرایط جوئی ویژه‌ای که در الگوهای همدیدی قابل مشاهده و بررسی نیست، همراهی می‌شوند. روش‌های پیش‌بینی به کمک درخت تصمیم‌گیری (decision tree) از سال ۱۹۷۵ با عرضه الگویی از سوی دوراک برای دیوبادهای مناطق حاره آغاز شد. بلویل و جانسون (۱۹۸۲) از این روش برای پیش‌بینی بارش برف و ویژگی‌های کیفی آن استفاده کردند. پیش‌بینی بادهای فروشیب نیز به کمک این روش در ۱۹۸۶ از سوی براون مطرح شده است. ویس (۱۹۸۵) نیز از این روش برای پیش‌بینی دیوبادهای همراه با توفان‌های مناطق حاره‌ای استفاده کرد.

روشی که در این تحقیق مطرح می‌شود نیز الگوریتمی است که کولکوهن (۱۹۸۷) برای پیش‌بینی توفان، توفان‌های شدید و دیوبادها مطرح ساخت. وی مدل پیشنهادی خود را بر پایه نمایه‌های قائم باد و ویژگی‌های ترمودینامیکی جو استوار کرده است. در ۱۹۹۳ لی و پاسر سامانه هوشمندی را برای ارزیابی درخت تصمیم‌گیری کولکوهن عرضه کردند که نتایج آن با دیدبانی‌های واقعی همخوانی خوبی نشان داد. درخت تصمیم‌گیری را کولکوهن (۱۹۹۶) و به منظور تشخیص ویژگی‌های توفان در طیف پابانی آن که زمان

ویژگی‌های خاص توفان تندری (بعد از این توفان نامیده می‌شود) که می‌تواند مخاطرات جبران ناپذیری را برجای گذارد برای غالب هواشناسان کم‌وبیش روشن است. دیوبادها، فروپکش‌ها (downburst)، بادهای بسیار شدید و سیلاب‌های لحظه‌ای از جمله شرایط جوئی خطرناکی است که با توفان همراهی می‌شوند. همچنین، همراهی غالب پدیده‌های مخاطره‌انگیز جو در هوانوردی از جمله تلاطم، یخ‌زدگی، چینش باد، آذرخش، تگرگ و مانند آن با توفان موجب شده است از این پدیده به منزله مخرب‌ترین پدیده جوئی در عملیات پرواز یاد شود. از این رو به نظر می‌رسد که پیش‌بینی آن در حکم یکی از اصولی‌ترین وظایف مراکز پیش‌بینی برای برطرف ساختن نیازهای جوامع اجتماعی گوناگون از جمله هوانوردی، کشاورزی، دریایی و مانند آن مطرح باشد. از ۱۹۵۱ تاکنون روش‌های زیادی برای پیش‌بینی توفان‌های قوی (توفان تندری قوی بادهای بسیار شدید جستی با سرعت ۲۵/۷ متر بر ثانیه در سطح زمین تولید می‌کند یا با تگرگهایی با قطر حداقل ۲ سانتی متر همراه می‌شود. باران سنگین و یا سیل آسا نیز شامل این تعریف می‌شوند (کولکوهن، ۱۹۸۷) مطرح شده است که غالب این روش‌ها زمانی کاربردی هستند که سامانه‌های فعال بزرگ‌مقیاس در منطقه وجود داشته باشند (فاوبوش و میلر، ۱۹۵۳؛ میلر، ۱۹۷۲). داسول در ۱۹۸۱ و مادوکس و داسول

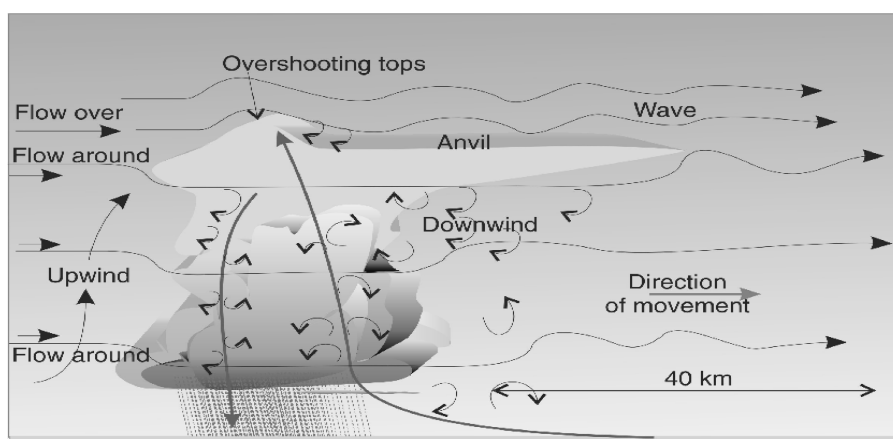
توفان‌ها چنددهه کیلومتر، گستره قائم آنها حدود ۱۰۰۰ متر و طول عمر آنان ۳۰ دقیقه است (هندرسن، ۲۰۰۶). این توفان‌ها اغلب با ابرهای کومه‌ای (Cu)، کومه‌ای باران‌زا (CB) و برجی‌شکل (TCU) همراهی می‌شوند و در زیر این توفان‌ها ابرهای پوششی (St) کم‌ارتفاع و غلطان به چشم می‌خورند. پدیده‌های جوی خطرناک که با توفان‌ها همراهی می‌کنند شامل: تلاطم، چینش باد، یخ‌زدگی، کاهش دید، آذرخش، تگرگ، دیوباد و بارش سنگین‌اند. همان‌طور که در شکل ۱ نیز دیده می‌شود با ایجاد یک سلول توفان، حرکت‌های تلاطمی شدیدی در اطراف آن شکل می‌گیرد که تا مسافت ۴۰ کیلومتر در پیش روی مسیر حرکت توفان نیز وجود دارد.

همخوانی شرایط لازم برای ایجاد همرفت، عامل اصلی رخداد توفان است. سه شرط ناپایداری ایستایی، رطوبت سطوح زیرین جو و سازوکارهای بالابری در نزدیکی سطح زمین لازمه وقوع همرفت است. شکل ۲ الزامات وقوع همرفت را که می‌تواند به شکل‌گیری توفان منجر شود، نشان می‌دهد.

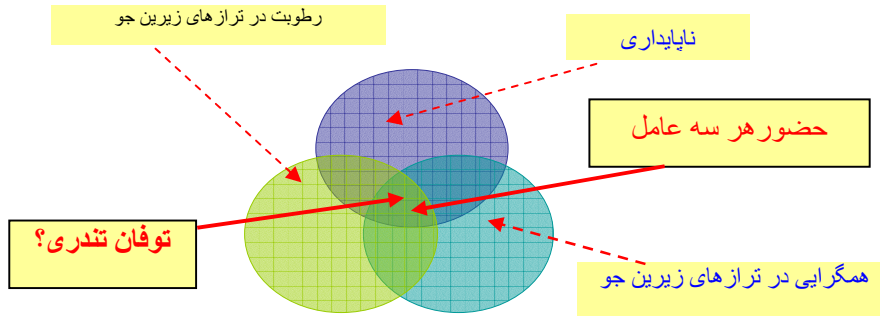
رخداد شدیدترین بخش توفان است، بهبود داد. سپس در ۱۹۹۸ میلز و کولکوهن درخت تصمیم‌گیری اولیه را به‌گونه‌ای اصلاح کردند که نتایج درخت اولیه با یک مدل منطقه‌ای پیش‌بینی عددی همگام شد، به‌گونه‌ای که همه پارامترهای استفاده شده در این درخت می‌تواند به‌طور خودکار از خروجی انواع مدل‌های منطقه‌ای محاسبه شود. در ادامه بعد از طرح کلیاتی در خصوص توفان‌های تندری، درخت تصمیم‌گیری به تفصیل بررسی می‌شود و سپس با عرضه بررسی‌های موردی، نتایج حاصل از تحلیل خروجی‌های مدل پیش‌بینی عددی منطقه‌ای و مقایسه مقادیر آستانه‌ای این خروجی‌ها و برخی از شاخص‌های صعود در نمودارهای skew-t با آستانه‌های موجود مورد بحث قرار می‌گیرد و در نهایت نتایج حاصل براساس درخت تصمیم‌گیری بررسی می‌شود.

۲ مبانی نظری

توفان‌ها با شدت‌های متفاوتی شناسایی شده‌اند. خطوط تندوزه، خردپکشی‌ها (microburst) و همرفت‌های عمیق با آنها همراهی می‌شوند. به‌طور میانگین گستره افقی این



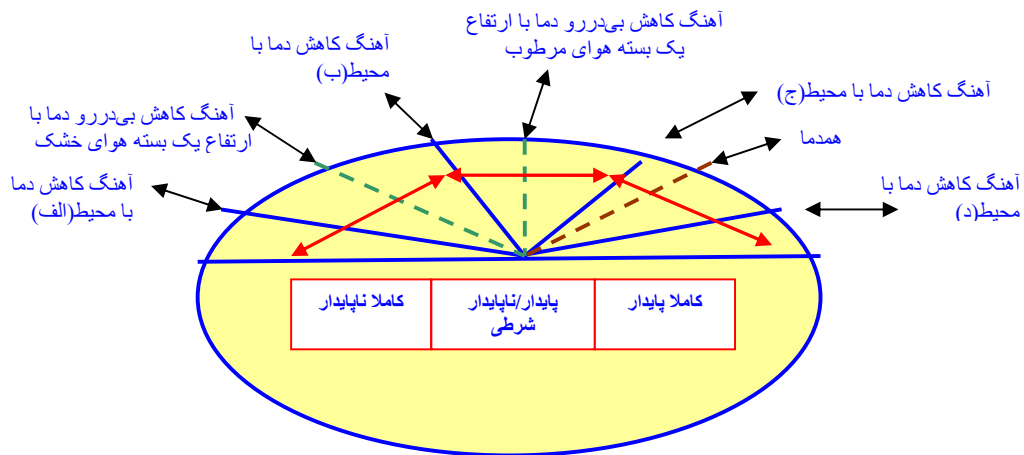
شکل ۱. رخداد تلاطم هنگام وقوع توفان تندری (هندرسن، ۲۰۰۶).



شکل ۲. شرایط لازم برای وقوع توفان.

بسته هوا، تقسیم‌بندی وقوع انواع ناپایداری‌ها با نمودار شکل ۳ و به کمک مقایسه شیب آهنگ کاهش بی‌دررو دما بین یک بسته هوای خشک/مرطوب و محیط ارزیابی می‌شود. همان‌طور که در این شکل دیده می‌شود، بسته به اینکه آهنگ کاهش بسته‌هوا کوچک‌تر یا بزرگ‌تر از آهنگ کاهش محیط باشد، شرایط پایداری و یا ناپایداری بسته هوا در مربع مستطیل‌های شکل زیر تعریف می‌شود.

همان‌طور که در این شکل دیده می‌شود، ترکیب سه عامل ناپایداری، رطوبت و همگرایی در سطوح زیرین جو عوامل اصلی در احتمال شکل‌گیری توفان‌اند. این سه عامل به اختصار در ادامه بررسی می‌شود. تحقیقات نشان می‌دهد که می‌توان ارزیابی وقوع ناپایداری ترمودینامیکی جو را با کمک نظریه بسته هوا و شاخص بالابری (Lifted Index, LI) تحلیل کرد (ناست ویگ و فورکز، ۲۰۰۰). در نظریه



شکل ۳. بررسی پایداری لایه‌های جوی به کمک تفاوت بین آهنگ کاهش دمای محیط در تغییر مکان‌های کوچک یک بسته هوا (هندرسن، ۲۰۰۶).

صورت می‌گیرد که در بخش چهارم به تفصیل بررسی می‌شوند. شاخص LI از این جهت در اینجا معرفی شده است که درحکم مهم‌ترین شاخص تجربی در بالابری تعریف شده است. عامل دوم رطوبت جو است. از آنجا که چگالی هوای مرطوب کمتر از هوای خشک است، مقدار عددی عامل شناوری در هوای مرطوب بزرگ‌تر از هوای خشک است و در نتیجه هوای مرطوب می‌تواند همرفت را تقویت کند. لذا رطوبت در سطوح زیرین و میانی جو درحکم دومین عامل موثر در بررسی همرفت معرفی می‌شود. دمای نقطه شبنم نیز شاخص متداول اندازه‌گیری محتوای رطوبت در بسته هوا است. از مهم‌ترین سازوکارهای بالابری به منزله سومین شاخص بررسی همرفت، می‌توان به همگرایی در سطوح زیرین جو اشاره کرد که عواملی همچون شرایط کوهستانی، همگرایی بادها در مقیاس همدیدی و محلی در سطح زمین، ناپیوستگی‌هایی همچون وجود جبهه‌ها و خط ناهمراه با جریان چرخندی سطح زمین از جمله عوامل موثر در شکل‌گیری آن هستند.

۳ معرفی الگوریتم توفان

شکل ۴ درخت تصمیم‌گیری در خصوص بررسی و پیش‌بینی وقوع توفان را نشان می‌دهد. این درخت را ابتدا کولکوهن (۱۹۸۷) معرفی کرد. سپس در ۱۹۹۶ با ایجاد اصلاحاتی در الگوریتم آن، بازخوانی و الگوی نهایی آن براساس شکل زیر از سوی میلز و کولکوهن (۱۹۹۸) عرضه شده است. این الگو تلاش می‌کند که به کمک داده‌های نمودار skew-t و خروجی مدل‌های پیش‌بینی عددی برخی از مشکلات ناشی از پیش‌بینی وقوع توفان‌های تندی را حل کند.

بررسی ناپایداری جو به کمک شاخص بالابری نیز می‌تواند براساس پارامتر تجربی LI صورت گیرد که به کمک رابطه (۱) تعریف می‌شود.

$$LI = T_{500} - T_{d500} \quad (1)$$

در این رابطه $LI(^{\circ}C)$ معرف شاخص بالابری برای تعیین ناپایداری، $T_{500} (^{\circ}C)$ دمای محیط در تراز ۵۰۰ میلی باری و $T_{d500} (^{\circ}C)$ دمای بسته هوا در تراز ۵۰۰ میلی باری است که به صورت بی‌درروی خشک از سطح زمین تا تراز LCL (تراز بالابری میعان) و سپس به صورت بی‌درروی مرطوب تا تراز ۵۰۰ میلی باری صعود کرده است. بررسی‌ها نشان می‌دهد که احتمال وقوع توفان براساس این شاخص را می‌توان به کمک جدول زیر (جدول ۱) برآورد کرد:

جدول ۱. احتمال وقوع توفان بر اساس شاخص LI (ناست ویگ و فورکر، ۲۰۰۰).

LI	
وضعیت وقوع توفان	آستانه مقادیر
احتمال وقوع رگبارهای باران و برف	۰ تا ۲-
احتمال وقوع توفان	۳- تا ۵-
احتمال وقوع توفان شدید	۶-
احتمال وقوع دیو باد	بیش از ۷-

کرده‌اند، محاسبه می‌شود:

$$SSI = 100 \times \left[\frac{2 + [0.276 \times \ln(SHR)]}{[2.011 \times 10^{-4} \times B.E.]} \right] \quad (2)$$

که در این رابطه SSI شاخص شدت توفان، SHR میانگین چینش باد از سطح زمین تا ارتفاع ۴۰۰۰ متری (برحسب $10^{-3} s^{-1}$) و B.E. انرژی شناوری برحسب Jkg^{-1} است. حال اگر براساس آستانه‌های موجود این شاخص، توفان مورد نظر شدید باشد، به کمک روابط (۳) و (۴) که معرف تعاریف عدد ریچاردسن کپه‌ای (BRN) و وضعیت هلیسیتی محیطی نسبی توفان (Storm Relative Environmental Helicity, SREH) براساس فرمول مطرح شده توسط ویسمن و کلمپ (۱۹۸۴) هستند، ابر سلولی بودن توفان بررسی می‌شود (تصمیم ۱۵):

$$BRN = \frac{CAPE}{(0.5 \times (u_{6km} - u_{500m})^2)} \quad (3)$$

$$SREH(C) = SREH(C=0) + (C_x \times CisV) - (C_y \times CisU) \quad (4)$$

که در رابطه (۳) BRN شاخص بی‌تعدد عدد ریچاردسن کپه‌ای، CAPE شاخص شناوری مثبت (+B.E.)، u_{6km} سرعت باد در ارتفاع ۶ کیلومتری و u_{500m} سرعت باد در ارتفاع ۵۰۰ متری سطح زمین است. در رابطه (۴) SREH(C) معرف وضعیت هلیسیتی محیطی نسبی توفان در حال حرکت، SREH(C=0) هلیسیتی محیطی نسبی محیط توفان نسبت سطح زمین است. $C = (C_x, C_y)$ نمایانگر حرکت توفان است. CisU و CisV به ترتیب معرف چینش قائم

همان‌طور که در این شکل دیده می‌شود، وقوع یا واقع نشدن توفان تندی براساس تصمیم‌گیری‌های ۱، ۲، ۳ و ۴ تعیین می‌شود. تصمیم‌های ۱ و ۲ که ترکیبی از ناپایداری جو و سازوکارهای صعوداند، شرایط اولیه وقوع توفان را تعیین می‌کنند. میلز و کولکوهن (۱۹۹۸) مقادیر عددی آستانه‌های صعود را براساس دوپارامتر واگرایی افقی و سرعت قائم در سطوح زیرین جو تعیین کردند که شامل واگرایی تراز ۹۰۰ میلی‌باری با مقادیر کمتر از $5 \times 10^{-3} s^{-1}$ و سرعت قائم تراز ۸۵۰ میلی‌باری با مقادیر کوچک‌تر از $5Pah^{-1}$ است. این دو عامل، حرکت‌های صعودی در لایه‌های زیرین جو را تعریف می‌کنند. تصمیم‌گیری درخصوص حضور عوامل بازدارنده صعود (تصمیم ۳) براساس نشست جریان هوا با مقدار بیشتر از $5Pah^{-1}$ در لایه ۵۰۰-۴۰۰ میلی‌باری تعیین می‌شود که البته چنانچه تصمیمات ۱ و ۲ بر صعود جریان هوا دلالت داشته باشد، معمولاً پاسخ تصمیم ۳ خیر است. با مثبت بودن پاسخ اول به بررسی تصمیم ۵ در خصوص خشکی ورد سپهر میانی پرداخته می‌شود. در این خصوص رطوبت نسبی در لایه ۶۰۰-۵۰۰ میلی‌باری به‌منزله شاخص خشک یا تر بودن لایه میانی جو در نظر گرفته شده است. براساس تحقیقات یادشده، چنانچه مقادیر پارامتر پیش‌گفته در لایه مورد نظر کمتر از ٪ ۷۵ باشد، وردسپهر میانی در طبقه خشک قرار می‌گیرد. شایان ذکر است که مقادیر آستانه‌ای، براساس شرایط اقلیمی منطقه‌ای تعیین می‌شود اما به‌منظور در دست داشتن دیدگاهی برای امکان رخداد توفان و بررسی این آستانه‌ها با مشاهدات در منطقه تهران، می‌توان از مقادیر یادشده استفاده کرد. چنانچه رطوبت کمتر از ٪ ۷۵ باشد، شاخص شکل‌گیری توفان شدید (Storm Severity Index, SSI) در تصمیم دوازدهم بررسی می‌شود که این شاخص به کمک رابطه زیر که تورکات و ویگنوس (۱۹۸۷) معرفی

مولفه شمال-جنوب و شرق-غرب باد افقی بین سطح زمین و ارتفاع ۳ کیلومتری هستند. برای بررسی بیشتر به مقاله ویسمن و کلمپ (۱۹۸۴) مراجعه شود. تحقیقات آنها نشان می‌دهد توفان‌هایی با مقادیر $BRN < 50$ و $SREH > 150$ معمولاً از نوع ابر سلولی‌اند. چنانچه توفان ابر سلولی باشد، بررسی شرایط دیوباد بودن آن برای اجرای تصمیم شانزدهم براساس شکل ۴ تعیین می‌شود. این بررسی که توسط بروک و همکاران (۱۹۹۴) عرضه کرده‌اند، به تقسیم‌بندی محیطی چرخندهای میان‌مقیاس دیوبادی (tornado) و غیر دیوبادی براساس محتوای بیشینه بخار آب در لایه مرزی (Q_{max}) می‌پردازد که از مبحث این تحقیق خارج است. تصمیمات فرعی زیادی که در سمت راست شکل ۴ دیده می‌شود معرف حضور یا فقدان باران‌های سیل‌آسا (حرکت آهسته توفان و رطوبت زیاد در لایه مرزی) و فروانفجارهای خشک یا مرطوب (بادهای بسیار شدید و رطوبت زیاد در لایه مرزی) است که با تصمیم‌گیری‌های ۸ الی ۱۱ و همچنین ۱۷، ۱۳، ۱۴ و ۱۹ مشخص شده‌اند.

۴ بررسی‌های موردی

در این بخش به بررسی دو توفان پرداخته می‌شود که هر دو در ساعت ۱۵ UTC مورخ ۱۳ مه و ۵ ژوئن ۲۰۰۷ در ایستگاه مهرآباد تهران رخ داده‌اند و براساس درخت تصمیم‌گیری شکل ۴ تحلیل می‌شوند. به همین منظور کوشش شده است با بررسی الگوهای همدیدی در سطح زمین و سطوح بالایی جو و همچنین مقایسه این الگوها با تصاویر دریافتی از ماهواره‌های هواشناسی از یک سو و از سوی دیگر ترسیم گردهای برخی از خروجی‌های مدل پیش‌بینی عددی MM5 برای تعیین مقادیر آستانه‌ای شکل ۴ (سرعت قائم در تراز ۸۵۰ میلی‌باری، رطوبت لایه ۶۰۰-۵۰۰ میلی‌باری و فرونشست جریان در لایه ۴۰۰-۵۰۰ میلی‌باری)، شرایط

شاخص K ($KI \equiv K$ Index) معرف احتمال وقوع توفان به صورت تابعی برحسب آهنگ کاهش قائم دما بین ترازهای ۸۵۰ و ۵۰۰ میلی‌باری ($T_{850hPa} - T_{500hPa}$)، محتوای رطوبت برحسب دمای نقطه شبنم در تراز ۸۵۰ میلی‌باری ($aT_{d850hPa}$) و عمق لایه مرطوب در تراز ۷۰۰ میلی‌باری ($T_{700hPa} - T_{d700hPa}$)، براساس رابطه زیر معرفی می‌شود:

$$KI = (T_{850hPa} - T_{500hPa}) + T_{d850hPa} - (T_{700hPa} - T_{d700hPa}) \quad (5)$$

استورتوانت در ۱۹۹۵ احتمال وقوع توفان را براساس

به آن اشاره شد، معرف نسبت بین CAPE و مربع تفاضل تندی باد است. ترکیبات متفاوت CAPE و چینش می تواند به مقادیر یکسان BRN منتهی شود و شرایط پیش بینی وقوع توفان را مشکل سازد. نکته دیگر در پیش بینی توفان به کمک BRN این است که این شاخص در برگیرنده پارامترهای مهم ارزیابی همرفت از جمله جهت باد و رطوبت هوا نیست از این رو به منظور تعیین وضعیت توفان به کمک این شاخص باید با بررسی دیگر شاخص ها به نتیجه نهایی رسید. مقادیر آستانه ای این شاخص نیز برای رخداد توفان براساس جدولی که ناست ویگ و فورکز (۲۰۰۰) عرضه کرده اند تعیین می شود.

۱-۴ بررسی موردی مورخ ۱۳ مه ۲۰۰۷

در نقشه سطح زمین ساعت UTC ۱۲ روز ۱۳ مه ضمن استقرار زبانه های یک سلول پرفشار روی دریای خزر و یک سلول کم فشار با مرکز ۱۰۰۰ هکتو پاسکال در مرکز ایران، گرادیان فشاری مناسبی در منطقه البرز مرکزی و تهران شکل گرفته و شرایط نسبتا مناسبی برای ایجاد هم گرایی در سطح زمین در منطقه یاد شده ایجاد شده است (شکل ۵-الف). این الگو در ساعت UTC ۱۸ با حرکت شرق سوی سلول پرفشار در شمال دریاچه آرال از یک سو و کاهش فشار در نواحی مرکزی و جنوبی ایران از سوی دیگر، تضعیف شده است. وضعیت یاد شده در شکل ۵-ب نمایش داده شده است. شرایط جوی دیدبانی شده در ساعت های پیش گفته و الگوی بادهای روی نقشه سطح زمین (شکل های ۵-الف و ب) بیانگر استقرار سامانه ای جبهه ای در حاشیه البرز است. وقوع توفان در وضعیت گذار بین دو شکل پیش گفته (ساعت UTC ۱۵) ثبت شده است.

آستانه های مقادیر عددی شاخص KI تقسیم بندی کرد.

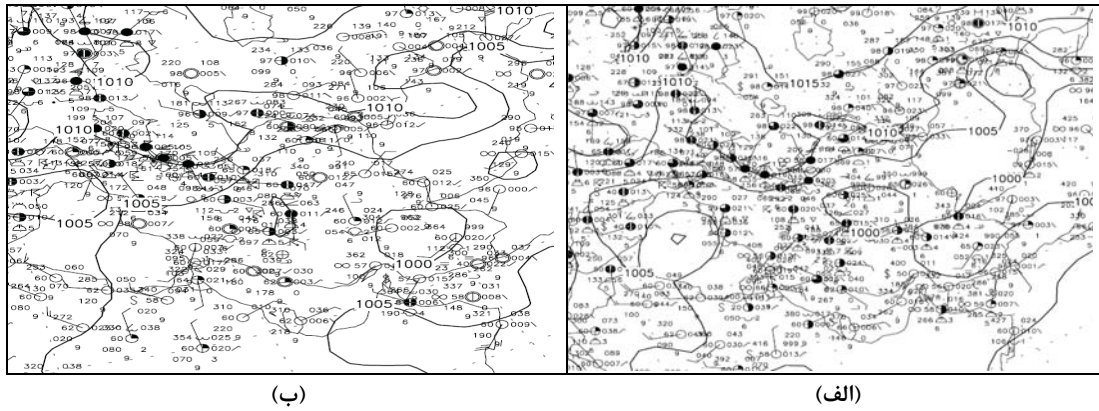
شاخص تهدید کننده هوای بد (SWEAT Index) شاخص تجربی دیگری است که برای احتمال وقوع توفان شدید یا دیوآدها به کار می رود. ناست ویگ و فورکز در ۲۰۰۰ شرایط وقوع توفان و دیوآدها را براساس مقادیر عددی این شاخص تعریف کرده اند. این شاخص از رابطه زیر محاسبه می شود:

$$\text{SWEAT} = 12 (\text{Td}850) + 20 (\text{TT}-49) + 2 (\text{FF}850) + \text{FF}500 + 125 (\text{SINWIN} + 0.2) \quad (۶)$$

در این رابطه Td850 دمای نقطه شبنم در تراز ۸۵۰ میلی باری، (Total Total Index, TT) شاخص مجموع مجموعه ها و معادل $(2 \text{T}500) + \text{T}850 + \text{Td}850$ است (T850 و T500 دمای تراز ۸۵۰ و ۵۰۰ میلی باری را نشان می دهند)، FF 850 و FF 500 به ترتیب سرعت باد در ترازهای ۸۵۰ و ۵۰۰ میلی باری (برحسب نات) را معرفی می کنند، SINWIN عبارت است از $\text{SIN} (\text{DD}500 - \text{DD}850)$ که DD 500 و DD ۸۵۰ که به ترتیب معرف جهت باد در ترازهای ۵۰۰ و ۸۵۰ میلی باری (برحسب نات) هستند. برای بررسی شرایط محاسبه به مقاله استورتوانت (۱۹۹۵) مراجعه شود.

انرژی پتانسیلی در دسترس همرفتی (CAPE) مثبت نیز معرف شناوری قائم مثبت بسته هوایی است که به طور بی دررو در حال صعود است. این پارامتر معرف بیشینه انرژی در دسترس برای صعود بسته هوا و رطوبت است و بلواشتاین (۱۹۹۳) مقادیر آستانه CAPE مثبت را در بررسی وقوع توفان معرفی کرده است.

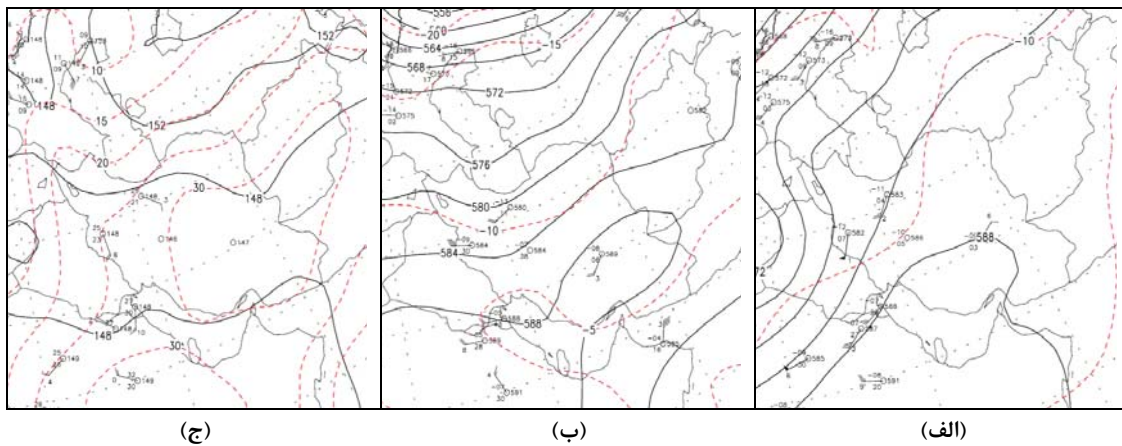
شاخص BRN، همان طور که پیش از این در رابطه (۳)



شکل ۵. نقشه‌های سطح زمین مورخ ۱۳ مه ۲۰۰۷ در منطقه‌های ایران و در ساعت‌های الف) ۱۲ و ب) ۱۸ UTC.

دید می‌شود اما اثر ناوه پربندی در این تراز در منطقه تهران مشهودتر است، ضمن اینکه شرایط دمایی ریزش نسبی هوای سرد را در منطقه نشان می‌دهد. الگوهای دما و ژئوپتانسیل تراز ۸۵۰ هکتوپاسکال فرارفت محسوس هوای گرم را در نیمه شمالی کشور نشان می‌دهد که حکایت از هم‌گرایی مناسبی برای شکل‌گیری جبهه گرم در سطح زمین دارد (شکل ۶-ج).

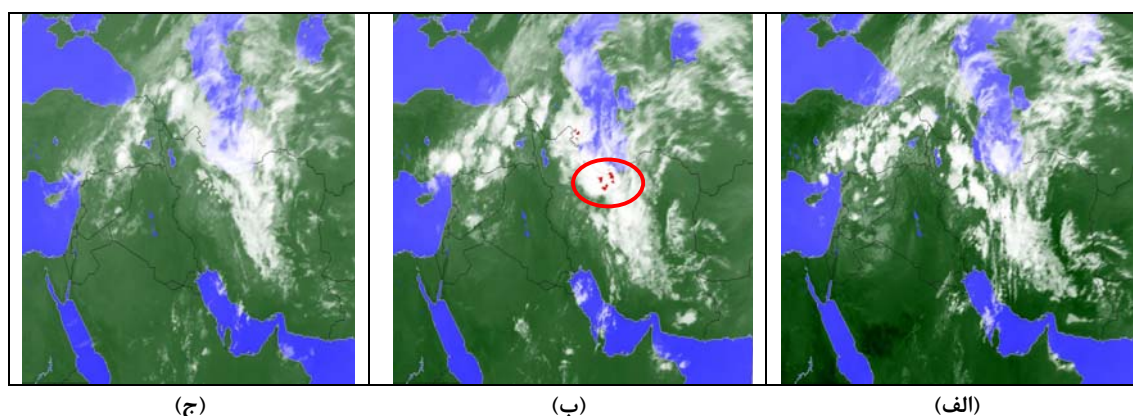
در نقشه تراز میانی جو (۵۰۰ هکتوپاسکال) ساعت UTC ۱۲ و در تاریخ پیش‌گفته، ناوه عمیق یک مرکز کم‌ارتفاع در حال گذر از بخش‌های غربی کشور است. الگوهای دمایی در این نقشه نیز نفوذ ناوه ضعیفی از هوای سرد را در غرب ایران نشان می‌دهد که حکایت از نشست هوا در این تراز دارد (شکل ۶-الف). الگوی پربندی تراز ۷۰۰ میلی‌باری نیز کم‌وبیش مشابه تراز ۵۰۰ میلی‌باری است که در شکل ۶-ب



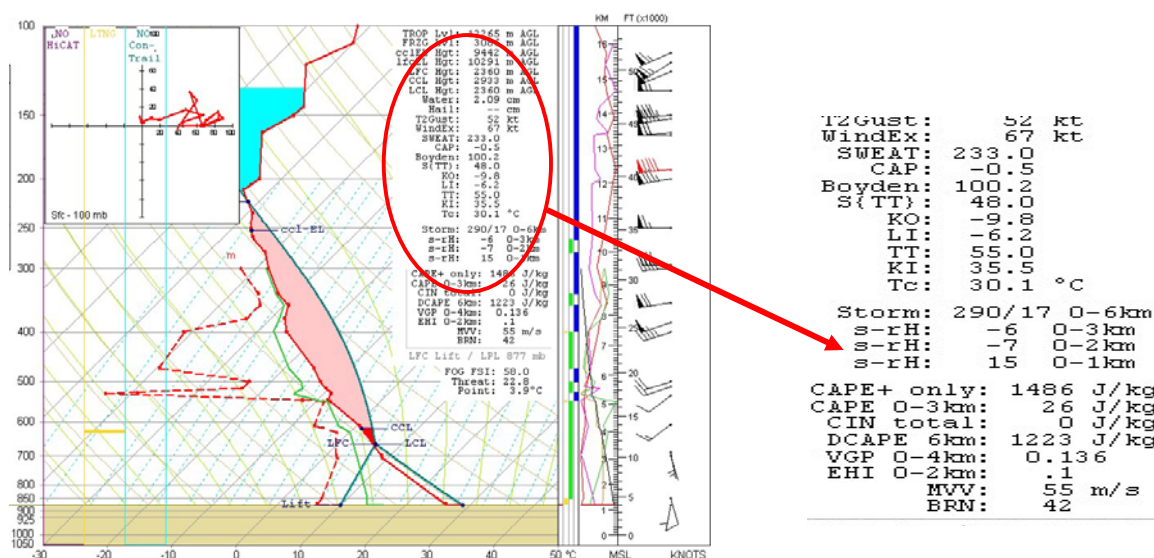
شکل ۶. نقشه‌های الف) ۵۰۰، ب) ۷۰۰ و ج) ۸۵۰ میلی‌باری ارتفاع ژئوپتانسیلی مورخ ۱۳ مه ۲۰۰۷ در منطقه ایران و در ساعت UTC ۱۲. (خط‌چین‌ها و خطوط توپر به ترتیب معرف هم‌مقدارهای دما و ارتفاع ژئوپتانسیلی می‌باشند).

به منظور اجرای الگوریتم تصمیم‌گیری برای بررسی توفان، تصمیمات ۱، ۲ و ۳ در شکل ۴ درحکم اولین مرحله تصمیم‌گیری در خصوص وقوع توفان به کمک نمودار skew-t مطالعه می‌شوند:

سری شکل‌های ۷ نیز تصاویر دریافتی از ماهواره METEOSAT-7 را نشان می‌دهد که موید حرکت شرق‌سوی یک سامانه جبهه‌ای در منطقه ایران است. در این تصاویر سلول‌های توفانی، به‌ویژه در ساعت ۱۵ UTC در البرز مرکزی کاملاً مشهود است (منطقه دایره سرخ).



شکل ۷. تصاویر دریافتی از ماهواره مورخ ۱۳ مه ۲۰۰۷ در منطقه ایران به ترتیب در ساعت‌های الف (۱۲، ب) ۱۵ و ج) ۱۸ UTC.



شکل ۸. نمودار skew-t برای ساعت ۱۲ UTC مورخ ۲۰۰۷/۵/۱۳. خط توپر و خط‌چین سرخ به ترتیب معرف تغییرات دما و دمای نقطه شبنم با ارتفاع و نواحی هاشور سرخ و آبی نیز نمایانگر محدوده CAPE مثبت و منفی هستند.

تاریخ یادشده مشهود است. از این رو به‌طور کیفی، صعود جریان هوا انتظار می‌رود اما مقدار کمی آن با مدل عددی پیش‌گفته جواب‌گو نیست. بررسی وضعیت رطوبت در محدوده تهران به کمک ترسیم الگوی سطح مقطع قائم دما و رطوبت صورت گرفته است. همان‌طور که در شکل ۹ دیده می‌شود مقدار فرونشست جریان هوا در لایه ۴۰۰-۵۰۰ میلی‌باری، به طور میانگین، حدود $10 \times 10^{-6} \text{ms}^{-1}$ یا 1Pah^{-1} است. این مقدار مبین واگرایی ضعیف جریان هوا در لایه‌های بالایی جو است و همان‌طور که انتظار می‌رفت نشان از نبود عوامل بازدارنده در لایه میانی جو است و با نتایج عرضه شده میلز و کلوکوهن همخوان است. براساس این شکل، میزان رطوبت نسبی در لایه ۶۰۰-۵۰۰ میلی‌باری در محدوده ۷۰٪ تا ۸۰٪ (۷۵٪) در منطقه تهران است که تطابق خوبی با مقادیر آستانه‌ای یادشده دارد و نشانه خشکی نسبی در لایه میانی وردسپهر است. به این ترتیب، مقادیر آستانه‌ای فرونشست جریان و رطوبت براساس مدل منطقه‌ای MM5 با آستانه‌های معرفی شده در بالا تطابق خوبی را نشان می‌دهد ولی مقادیر عددی سرعت قائم در لایه‌های زیرین جو براساس این مدل منطقه‌ای با آستانه‌های موجود وقوع توفان همخوانی مناسبی ندارد. همچنین آستانه‌های عددی برخی از مهم‌ترین شاخص‌های صعود جریان هوا در منطقه تهران از جمله LI، KI، SWEAT، CAPE+ و BRN با شاخص‌های معرفی شده در مناطق دیگر دنیا همخوان و متناسب است. از این رو، حرکت براساس درخت تصمیم‌گیری کولکوهن (شکل ۴) در این بررسی موردی، کاربر را برای پاسخ به تصمیمات ۲، ۱ و ۵ در مسیر سبز و برای پاسخ به تصمیمات ۳، ۱۲ و ۱۳ در مسیر سرخ هدایت می‌کند، که این حکایت از رخداد یک توفان با شدت متوسط دارد. در واقع همان‌طور که انتظار می‌رود،

همان‌طور که در شکل ۸ دیده می‌شود، نواحی ناپایدار (CAPE+) از حدود تراز ۷۰۰ تا تراز ۲۵۰ میلی‌باری (مناطق هاشور خورده سرخ) را در بر گرفته است و در سطح ایستگاه لایه وارونگی دما به‌مثابه یکی از عوامل بازدارنده صعود هوا نیز دیده نمی‌شود. شاخص ناپایداری LI معادل 2.6°C است که براساس جدول ۱ احتمال رخداد توفان شدید وجود دارد. شاخص KI نیز معادل 35°C برآورد شده است که در مقایسه با جدول مطرح شده استوارتوانت (۱۹۹۵) احتمال وقوع توفان بین ۷۰٪ تا ۸۰٪ است از این رو شرایط مساعدی برای توفان در ساعت ۱۲ UTC مهیا است. همچنین شاخصهای BRN, SWEAT و CAPE نیز (به ترتیب براساس جدول‌های مطرح شده استوارتوانت، ناست و یگنز و بلواشتاین) نمایانگر وقوع توفان شدید در منطقه است.

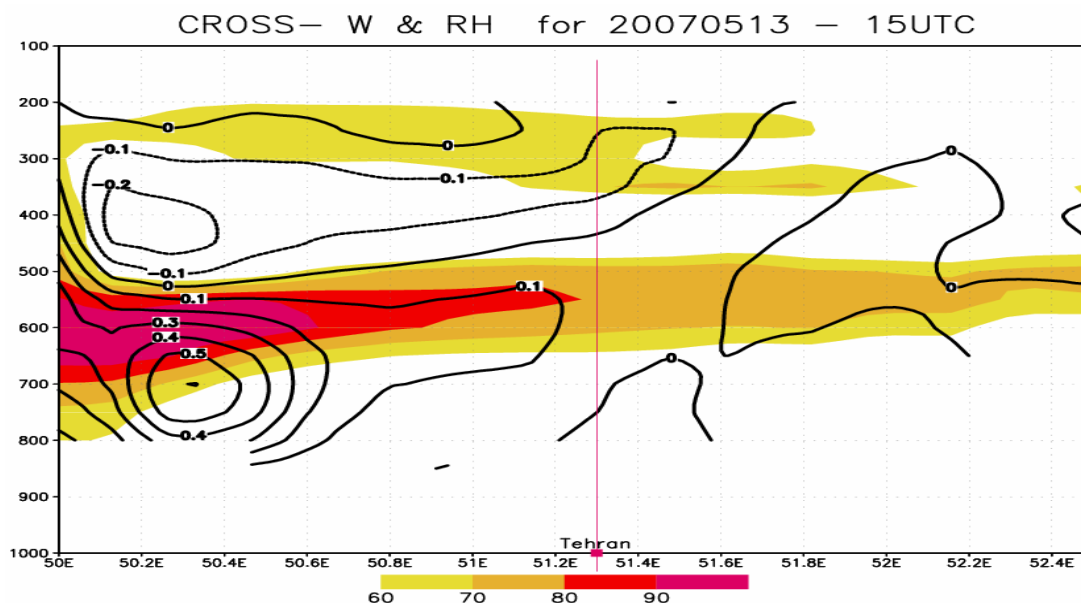
همان‌طور که قبلاً بیان شد کولکوهن و همکاران مقادیر آستانه‌های صعود را براساس سرعت قائم با مقادیر کمتر از 5Pah^{-1} در تراز ۸۵۰ میلی‌باری را معرفی کردند؛ اما از آنجا که ارتفاع ایستگاه مهرآباد تهران بالاتر از ترازهای یادشده است، بررسی مقدار سرعت قائم، در تراز ۸۰۰ میلی‌باری برای ساعت ۱۵ UTC و براساس خروجی‌های مدل منطقه‌ای MM5 بررسی شده است. محاسبه این پارامتر نشان می‌دهد که نتایج به‌دست آمده با آستانه‌های مورد نظر کولکوهن و همکاران تطابق چندانی ندارد که در شکل ۹ دیده می‌شود. مقدار سرعت قائم در این تراز در ایستگاه مهرآباد معادل $10.2 \times 10^{-2} \text{ms}^{-1}$ یا حدود 1Pah^{-1} است که برخلاف انتظار معرف حرکت‌های نزولی ضعیفی است. اما همان‌طور که در تصاویر ماهواره‌ای، الگوی همدیدی نقشه سطح زمین و ترازهای فوقانی جو و همچنین دیدبانی‌ها مشاهده شد، عبور یک سامانه جبهه‌ای از منطقه تهران و در

گسترش یافته است. همچنین زبانه پشته یک مرکز پرفشار نیز در غرب دریای خزر مشاهده می‌شود که زبانه هم‌فشار ۱۰۱۰ میلی‌بار روی سواحل جنوبی دریای خزر قرار گرفته است از این رو گرادیان فشاری ضعیفی در البرز مرکزی به چشم می‌خورد. اگرچه این وضعیت با یک سامانه جبهه‌ای در دامنه‌های البرز همراهی می‌شود و شرایط برقراری همگرایی در سطح زمین را فراهم می‌کند اما در مقایسه با مورد قبلی، سامانه جبهه‌ای ضعیف‌تری در سطح زمین مستقر شده است. ۶ ساعت بعد یعنی در ساعت ۱۸ UTC مرکز پرفشار در غرب دریای خزر تقویت و جریان‌های کم‌ویش ضعیفی در مرکز دریا دیده می‌شود. مرکز کم‌فشار نیز به سمت شرق دریا منتقل و ناوه آن در شمال شرق کشور مستقر شده است. این وضعیت در شکل ۱۰-ب دیده می‌شود.

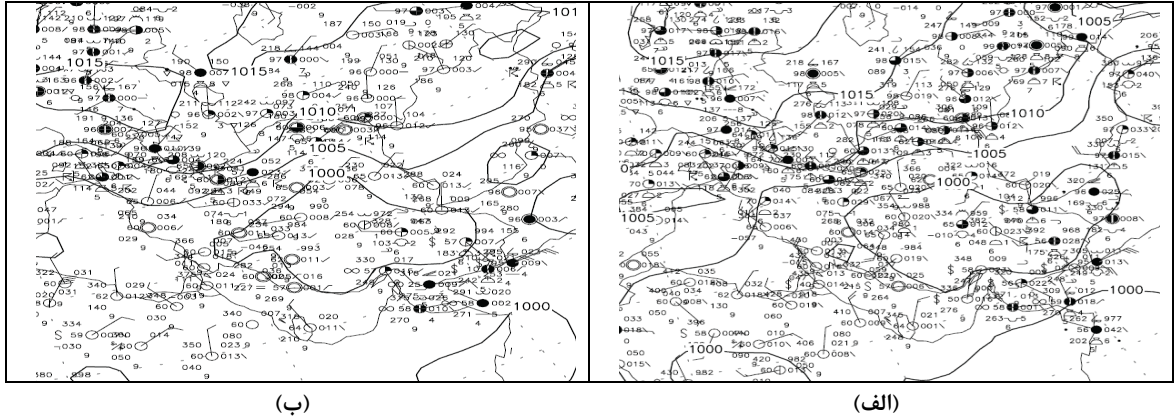
شدت توفان‌هایی که در عرض‌های میانی، مانند ایستگاه مورد بررسی رخ می‌دهد غالباً ضعیف‌تر از توفان‌های مناطق حاره است. به بیان دیگر، مقدار عددی شاخص بالابری در این تحقیق (۶۲-)، وجود جبهه‌ها در الگوهای بزرگ‌مقیاس جو و مقادیر عددی رطوبت در لایه میانی جو (۷۵٪) پاسخ آری به تصمیم‌های ۱، ۲ و ۵ شکل ۴ است. مقدار عددی فرونشست جریان در لایه میانی جو و نبود رطوبت کافی در لایه‌های زیرین جو نیز حکایت از پاسخ خیر به تصمیم‌های ۳، ۱۲ و ۱۳ دارد.

۲-۴ بررسی موردی ۵ ژوئن ۲۰۰۷ ساعت ۱۲ UTC

در نقشه سطح زمین ساعت ۱۲ UTC مورخ ۲۰۰۷/۶/۵ که در شکل ۱۰-الف نمایش داده شده، مرکز کم‌فشاری در مرکز ایران مستقر شده که ناوه آن تا شرق دریای خزر



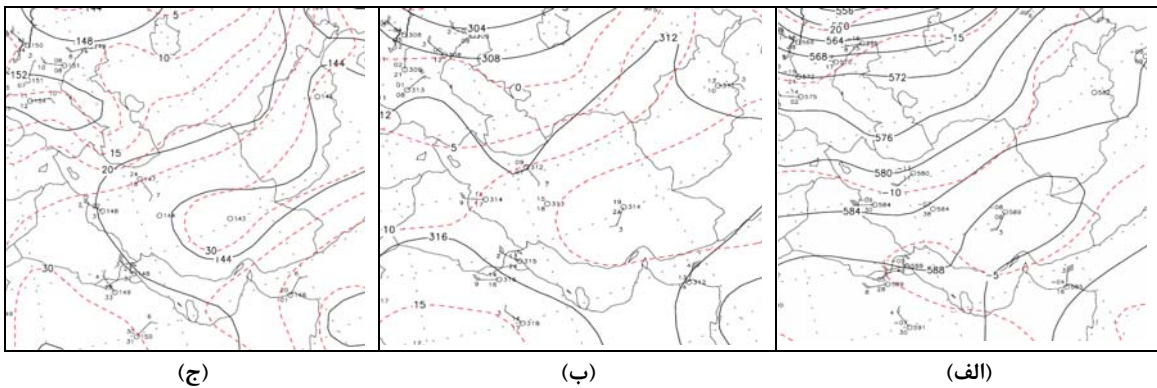
شکل ۹. سطح مقطع قائم سرعت قائم برحسب 10^1 ms^{-1} و رطوبت نسبی برحسب درصد مورخ ۲۰۰۷/۵/۱۳ ساعت ۱۵ UTC. خط‌چین‌ها و خطوط توپر مشکی به ترتیب معرف حرکت‌های نزولی و صعودی‌اند. محدوده‌های هاشورخورده رنگی، میزان رطوبت را نشان می‌دهند. موقعیت تهران با خط توپر سرخ روی محور افقی دیده می‌شود.



شکل ۱۰. نقشه‌های سطح زمین مورخ ۵ ژوئن ۲۰۰۷ در منطقه ایران و در ساعت‌های الف) ۱۲ و ب) ۱۸ UTC.

۵۰۰ میلی‌باری اما با گرادیان ضعیف‌تر در نوار شمالی کشور دیده می‌شود که با فرارفت هوای سرد در غرب و فرارفت هوای گرم در شرق دریای خزر همراهی می‌شود. الگوی پربندی تراز ۸۵۰ میلی‌باری نیز مشابه نقشه سطح زمین است. علی‌رغم گرادیان شدید دمایی تراز یادشده در نوار شمالی کشور، این نقشه بر فرارفت ضعیف هوای سرد، تنها در سواحل غربی دریای خزر دلالت دارد که حکایت از استقرار یک سامانه جبهه‌ای ضعیف در این ناحیه دارد. الگوی این نقشه در شکل ۱۱-ج دیده می‌شود.

نقشه‌های سطوح فوقانی در تاریخ یادشده، حکایت از عبور ناوهای با گرادیان پربندی نسبتاً شدید از روی کشور دارد. به بیان دیگر در لایه میانی جو، شرایط مساعدی برای صعود جریان هوا فراهم است. این وضعیت در شکل ۱۱-الف که تراز ۵۰۰ میلی‌باری را نشان می‌دهد دیده می‌شود. با توجه به الگوی دمایی در این نقشه، ناوه دمایی کم‌عمقی در منطقه تهران مشاهده می‌شود، لذا به نظر می‌رسد که فرونشست جریان در لایه میانی جو وجود نداشته باشد. در تراز ۷۰۰ میلی‌باری (شکل ۱۱-ب) ناوه پربندی، عمیق‌تر از ناوه تراز



شکل ۱۱. نقشه‌های الف) ۵۰۰ و ب) ۷۰۰ و ج) ۸۵۰ میلی‌باری ارتفاع ژئوپتانسیلی مورخ ۵ ژوئن ۲۰۰۷ در منطقه ایران و در ساعت ۱۲ UTC.

۸۰۰ میلی‌باری برای ساعت ۱۵ UTC در ایستگاه مهرآباد معادل $10^1 \times 1 \text{ ms}^{-1}$ یا حدود 1 Pah^{-1} است که نه تنها هم‌گرایی سطح زمین را معرفی نمی‌کند بلکه می‌تواند نشان از حرکت‌های نزولی ضعیفی در این تراز باشد. اما در این بررسی موردی نیز، مشابه مورد پیشین، داده‌های واقعی، از جمله تصاویر ماهواره، الگوی همدیدی نقشه سطح زمین و ترازهای فوقانی جو و همچنین دیدبانی ایستگاه در ساعت‌های پیش‌گفته نشان از عبور یک سامانه جبهه‌ای از منطقه تهران در تاریخ یادشده است. از این رو قطعاً حرکت‌های قائم حین حرکت سامانه وجود دارند. مقدار فرونشست جریان در لایه ۴۰۰-۵۰۰ میلی‌باری، به‌طور میانگین، حدود $10^1 \times 2 \text{ ms}^{-1}$ یا حدوداً 1 Pah^{-1} است که با شرایط مطرح شده میلز و کولکوهن همخوان است. به این ترتیب این شاخص نیز نه تنها نشانه‌ای از واگرایی جریان هوا در لایه‌های بالایی جو نیست بلکه هم‌گرایی و سرعت قائم را در ترازهای میانی نشان می‌دهد، لذا عوامل بازدارنده نقشی در تضعیف این توفان ندارند. از سوی دیگر میانگین میزان رطوبت نسبی در لایه ۶۰۰-۵۰۰ میلی‌باری شکل ۱۴ بیش از ۸۰٪ است که نشان از نبود خشکی نسبی در لایه میانی و رده‌سپهر است.

مقایسه مقادیر آستانه‌ای فرونشست جریان در لایه ۴۰۰-۵۰۰ میلی‌باری و رطوبت نسبی در لایه ۶۰۰-۵۰۰ میلی‌باری براساس مدل منطقه ای MM5 و آستانه‌های معرفی شده در مقاله یادشده در این بررسی موردی نشان از نبود یک توفان شدید در منطقه دارد. از سوی دیگر مقایسه مقادیر عددی برخی از مهم‌ترین شاخص‌های صعود جریان هوا از جمله LI، KI و SWEAT در این بررسی با مقادیر آستانه‌ای این شاخص‌های برای رخداد توفان در مناطق دیگر دنیا نیز از عدم وقوع توفان با شدت بالا در منطقه حکایت می‌کند. از

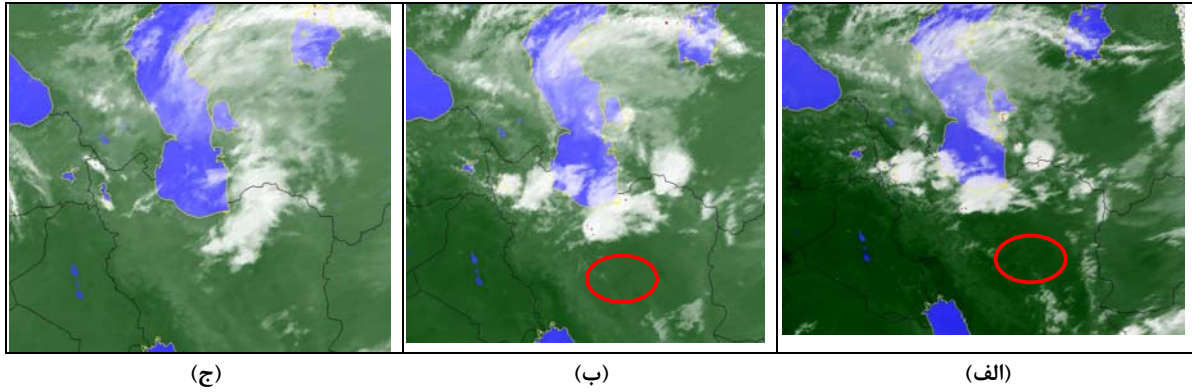
تصاویر دریافتی از ماهواره METEOSAT-7 در ساعت‌های ۱۲، ۱۴ (به علت ناقص بودن تصویر ساعت ۱۵ UTC تصویر ساعت ۱۴ جایگزین شده است) و ۱۸ UTC در سری شکل‌های ۱۳ دیده می‌شود. همان‌طور که کاملاً مشهود است سامانه‌ای جبهه‌ای در مرکز دریای خزر شکل گرفته است که سلول‌های توفانی آن در همراهی با جبهه سرد در دامنه‌های البرز مرکزی مستقر شده‌اند. این وضعیت در ساعت ۱۴ UTC با تقویت چند سلول ضعیف در محدوده منطقه تهران (محدوده دایره سرخ روی شکل‌های ۱۲-الف و ب) دیده می‌شود. در ساعت ۱۸ UTC نیز عبور سامانه از منطقه تهران به چشم می‌خورد.

در نمودار skew-t برای تاریخ یادشده (۲۰۰۷/۶/۵) دو عامل مهم به چشم می‌خورد ۱- نبود وارونگی دما در حکم عامل بازدارنده حرکت‌های صعودی در سطح زمین. ۲- محدوده معرف ناپایداری به کمک شاخص CAPE در مقایسه با بررسی موردی قبل کوچک‌تر است، نشانه ناپایداری ضعیف‌تری در منطقه است. شاخص‌های ناپایداری نیز به شرح زیر است: $KI = 28.3 (^{\circ}\text{C})$ و $(^{\circ}\text{C}) = 3.6$ LI= که به ترتیب و براساس جدول‌های ۱ و جدول عرضه شده استوارتوانت (۱۹۹۸) نشان از احتمال وقوع ضعیف توفان است. همان‌طور که انتظار می‌رود شاخص‌های BRN, SWEAT و CAPE نیز (به ترتیب براساس جدول‌های مطرح شده استوارتوانت، ناست و ویگز و بلواشتاین) وقوع توفان شدیدی در منطقه را معرفی نمی‌کنند. لذا به نظر می‌رسد که این توفان در مقایسه با بررسی قبل ضعیف‌تر باشد.

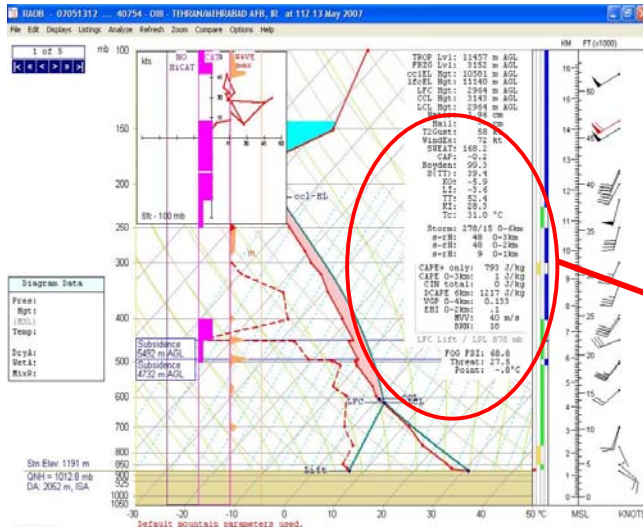
شکل ۱۴ به بررسی خروجی‌های مدل منطقه‌ای MM5 که در وقوع توفان مؤثرند می‌پردازد. همان‌طور که در این شکل نیز دیده می‌شود مقدار عددی سرعت قائم، در تراز

تصمیمات ۵، ۶، ۹ و ۱۰ مسیر سرخ را نمایان می‌سازد که بر رخداد یک توفان ضعیف در عرض‌های میانی دلالت دارد.

این رو، در این بررسی موردی، ضمن حرکت در مسیر درخت تصمیم‌گیری کولکوهن (شکل ۴)، پاسخ آری به تصمیمات ۱، ۲ مسیر سبز و پاسخ خیر به

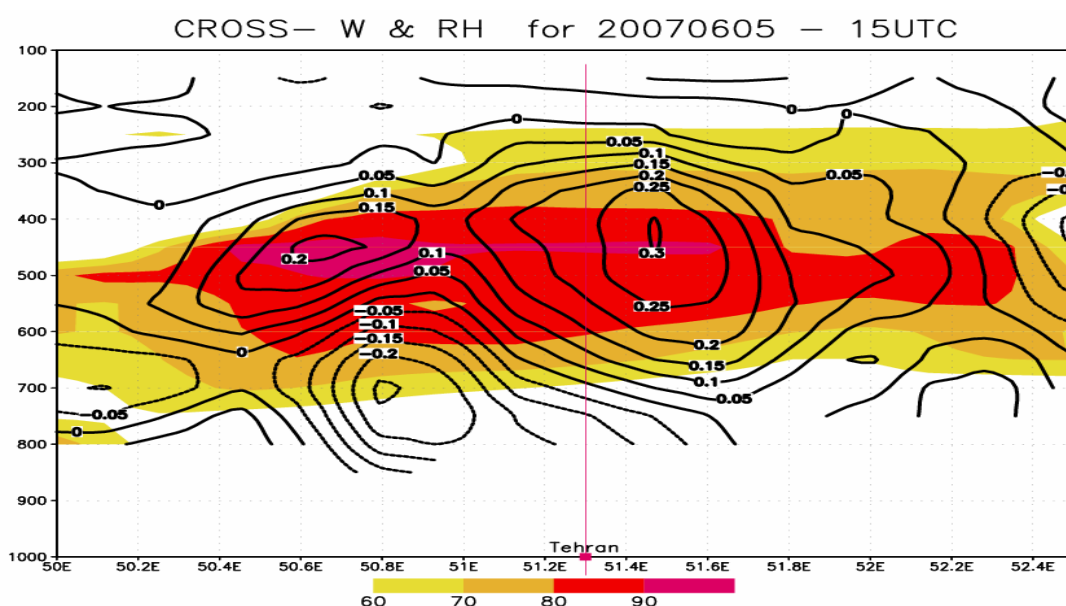


شکل ۱۲. تصاویر دریافتی از ماهواره مورخ ۵ ژوئن ۲۰۰۷ در منطقه ایران، به ترتیب در ساعت‌های الف) ۱۲، ب) ۱۴ و ج) ۱۸ UTC.



12 Gust:	30	kt
WindEx:	72	kt
SWEAT:	168.2	
CAP:	-0.2	
Boydex:	99.3	
S{TT}:	39.4	
KO:	-5.9	
LI:	-3.6	
TT:	52.4	
KI:	28.3	
Tc:	31.0	°C
Storm:	278/15	0-6km
a-rH:	48	0-3km
s-rH:	48	0-2km
a-rH:	9	0-1km
CAPE+ only:	793	J/kg
CAPE 0-3km:	1	J/kg
CIN total:	0	J/kg
DCAPE 6km:	1217	J/kg
VGP 0-4km:	0.133	
EHI 0-2km:	.1	
MVV:	40	m/s
BRN:	18	

شکل ۱۳. نمودار skew-t برای ساعت ۱۲ UTC مورخ ۱۲/۷/۲۰۰۷. خط توپر و خط چین سرخ به ترتیب معرف تغییرات دما و دمای نقطه شبنم با ارتفاع و نواحی هائورسرخ و آبی نیز نمایانگر محدوده CAPE مثبت و منفی‌اند.



شکل ۱۴. سطح مقطع قائم سرعت قائم برحسب $10^1 \times \text{ms}^{-1}$ و رطوبت نسبی برحسب درصد مورخ ۲۰۰۷/۶/۵ ساعت ۱۵ UTC. خط چین‌ها و خطوط توپر مشکی به ترتیب معرف حرکت‌های نزولی و صعودی‌اند. موقعیت تهران با خط توپر سرخ روی محور افقی دیده می‌شود. محدوده‌های هاشورخورده رنگی میزان رطوبت را نشان می‌دهند.

و رطوبت در لایه‌های زیرین و فرونشست جریان هوا در لایه میانی جوّ از مهم‌ترین موارد قابل بررسی برای وقوع توفان است. بر این اساس خروجی مقادیر سرعت قائم به کمک مدل منطقه‌ای MM5 در ترازهای زیرین جوّ نمی‌تواند چندان قابل اعتماد باشد چرا که دیدبانی‌ها و الگوهای واقعی در سطح زمین عبور سامانه‌ای جبهه‌ای را از روی تهران در هر دو مورد نشان می‌دهند که دلیلی بر وجود هم‌گرایی و جریان‌های قائم جوّی است اما مقادیر عددی سرعت قائم براساس مدل پیش‌بینی منطقه‌ای با مشاهدات تطابق ندارد. مقادیر آستانه‌ای رطوبت و فرونشست جریان که در تحقیقات دیگر نقاط جهان عرضه شده است، برای منطقه تهران نیز کم‌وبیش قابل اعتماد است. نکته قابل تأمل در خصوص شاخص رطوبت براساس شکل‌های ۹ و ۱۴، تمرکز بیشینه

۵ بحث و بررسی

توفان‌های تندری یکی از پرمخاطره‌ترین پدیده‌های جوّی است که پیش‌بینی آن می‌تواند نقش موثری در حفظ و امنیت جان و مال انسان‌ها داشته باشد. بررسی‌های موردی صورت گرفته در این تحقیق به وقوع دو توفان اشاره داشت که براساس نتایج به دست آمده به ترتیب در طبقه‌بندی توفان‌های شدید و ضعیف قرار گرفتند؛ داده‌های دیدبانی نیز نتایج به دست آمده را تایید می‌کند. این تحقیق همچنین بر استفاده از خروجی‌های مدل‌های عددی منطقه‌ای برای بررسی ساختار جنبش شناختی و ترمودینامیکی جوّ برای شناسایی شرایط جوّی در هنگام رخداد توفان تندری تاکید می‌کند. در این تحقیق دیده شد که برخی از خروجی‌های مدل‌های عددی منطقه‌ای_ مدل MM5 از جمله سرعت قائم

به وقوع توفان‌های معمولی در مناطق غیرحاره‌ای دلالت دارد که دو نمونه آن در این تحقیق مشاهده شده است به طوری که بررسی شرایط وقوع توفان در ایستگاه مهرآباد تهران براساس درخت تصمیم‌گیری کولکوهن با مشاهدات، تطابق خوبی دارد. از این رو می‌تواند به‌ویژه برای کاربردهای عملیاتی از جمله هواشناسی هوانوردی در مرکز پیش‌بینی مورد استفاده قرار گیرد. الگوهای جوئی و تصاویر ماهواره‌ای نشان می‌دهند که از مهم‌ترین شاخص‌های بزرگ‌مقیاس وقوع توفان می‌توان به گرادیان شدید فشار در سطح زمین، خشک بودن لایه میانی جو و ابرهای کومه‌ای باران‌زا که کم‌وبیش مشابه دیگر ناپایداری‌های جوئی است، اشاره کرد. لذا الگوهای بزرگ‌مقیاس کمک موثری در شناسایی دقیق این پدیده ندارد و فقط می‌توان به صورت کیفی وقوع این گونه پدیده‌های جوئی را پیش‌بینی کند. نتایج این تحقیق روشن می‌سازد که شاخص‌های صعود، به‌ویژه LI، KI، SWEAT و CAPE و آستانه‌های عددی این شاخص‌ها راهنمای مناسبی برای پیش‌بینی وقوع توفان در منطقه تهران است، هرچند مقادیر آستانه‌ای دقیق در هر منطقه برای کاربردهای دائمی نیازمند تحقیقات اقلیمی در این خصوص است. به کمک درخت تصمیم‌گیری کولکوهن و خروجی‌های قابل اعتماد هر مدل منطقه‌ای می‌توان پیش‌بینی‌های بهتری را برای وقوع توفان مطرح کرد. سرعت قائم در لایه‌های پایین جو، رطوبت و نبود واگرایی و فرونشست جریان در لایه‌های میانی جو از جمله خروجی‌های مهم در تعیین رخداد توفان است. اگرچه براساس نتایج حاصل از این بررسی، خروجی سرعت قائم در مدل منطقه‌ای MMS که در مرکز پیش‌بینی تهران اجرا می‌شود، در ترازهای زیرین جو چندان قابل اعتماد نیست، اما به نظر می‌رسد که با اعمال اصلاحات بیشتر، به‌ویژه برای

مقدار عددی این پارامتر است. در بررسی موردی اول، بیشینه مقدار رطوبت در لایه ۶۰۰-۷۰۰ میلی‌باری متمرکز شده است و پربندهای بیشینه سرعت قائم نیز در ترازهای زیرین جو قرار دارند که بر هم‌گرایی و جریان صعودی در این سطوح دلالت دارد به طوری که در تراز ۷۰۰ میلی‌باری شکل ۹، حرکت صعودی در منطقه تهران دیده می‌شود. در صورتی که در شکل ۱۴ بیشینه رطوبت و سرعت قائم به ترازهای بالاتر منتقل شده است و سرعت قائم در تراز ۷۰۰ میلی‌باری نشان از حرکت‌های فرونشستی دارد. لذا به نظر می‌رسد آثار این پارامترها در هم‌گرا ساختن جریان‌های جوئی در لایه‌های زیرین و ردسپهر برای فعال کردن سامانه جبهه‌ای سطح زمین تاثیرگذار باشد. از این رو، می‌توان به نوعی شدت بیشتر توفان در بررسی موردی اول (براساس شاخص‌های محاسبه شده) را در مقایسه با توفان در بررسی موردی دوم توجیه کرد. از سوی دیگر می‌توان شاخص‌های صعود هوا از جمله LI، KI، SWEAT، CAPE و مانند آن را به کمک خروجی مدل‌های عددی در نمودارهای skew-t تعیین کرد که در پیش‌بینی وضعیت پایداری یا ناپایداری هوا همچنین شرایط وقوع توفان تندری راهنمای مناسبی است. در واقع با اعمال مقادیر صحیح پیش‌بینی در نرم‌افزارهایی که برای رسم کردن نمودارهای skew-t استفاده می‌شوند، می‌توان با دقت بیشتری وقوع یا واقع نشدن توفان را بررسی کرد.

۶ نتیجه‌گیری

اگرچه بسیاری از تصمیم‌های موجود در درخت تصمیم‌گیری کولکوهن برای توفان‌های شدید مناطق حاره و جنب حاره که گاهی به دیوباد نیز منجر می‌شوند، طراحی شده است اما برخی از بسته‌های تصمیم‌گیری در این درخت

- analysis, B. Am. Meteorol. Soc., **62**, 983-988.
- Fawbush, E. J., and Miller, R. C., 1953, A method of forecasting hailstone size at the earth's surface, B. Am. Meteorol. Soc., **34**, 235-244.
- Henderson, A., 2006, Thundestorms, <http://www.caem.wmo.int/moodle/login/index.php>.
- Lee, R. R., and Passner, J. E., 1993, The development and verification of TIPS: An expert system to forecast thunderstorm occurrence, Weather Forecast, **8**, 271-280.
- Maddox, R. A., and Doswell III, C. A., 1982, An examination of jet stream configurations, 500 mb vorticity advection patterns, and low-level thermal advection patterns during periods of intense convection, Mon. Weather. Rev., **110**, 184-197.
- Mills, G. A. and Colquhoun, J. R., 1998, Objective Prediction of Severe Thunderstorm Environments: Preliminary Results Linking a Decision Tree with an Operational Regional NWP Model, Weather Forecast, **13**, 1078-1092.
- Miller, R. C., 1972, Notes on analysis and severe storm forecasting procedures of the Air Force Global Weather Central, Tech. Rep. 200 (Rev), AWS, USAF.
- Knutsvig, R., and Forks, G., 2000, Sever Weather Indices, <http://www.geocities.com/weatherguery/swx2.html>.
- Sturtevant, S., 1995, The Severe Local Storm Forecasting, Primer, 197 pp.
- Turcotte, V., and Vigneux, D., 1987, Severe thunderstorms and hail forecasting using derived parameters from standard RAOBS data. Preprints, Second Workshop on Operational Meteorology, Halifax, NS, Canada, Atmospheric Environment Service/Can Meteorol Ocean. Soc., 142-153.
- Weiss, S. J., 1985, On the operational forecasting of tornadoes associated with tropical cyclones, Preprints, 14th Conf. Severe Local Storms, Indianapolis, Am. Meteorol. Soc., 293-296.
- Weisman, M. L., and Klemp, J. B., 1984, The dependence of numerically simulated convective storms on vertical wind shear and buoyancy, Mon. Weather. Rev., **110**, 2479-2498.
- تعیین شرایط مرزی این مدل، می‌توان به نتایج قابل قبولی در این خصوص دست یافت که به‌طور حتم می‌تواند به پیش‌بینی‌های دقیق‌تر درخصوص این شاخص، به‌ویژه برای کاربردهای محلی و منطقه‌ای منجر شود. همچنین این تحقیق روشن‌ساخت که دیگر خروجی‌ها، از جمله رطوبت نسبی و فرونشست جریان در ترازهای میانی جو در این مدل منطقه‌ای با آستانه‌های موجود برای پیش‌بینی توفان، هماهنگ است و می‌توان به آنها اعتماد کرد.

منابع

- Belville, J. D., and Johnson, G. A., 1982, The role of decision trees in weather forecasting, Preprints Ninth Conf, Weather Forecasting and Analysis, Seattle, Am. Meteorol. Soc., 7-1 1.
- Bluestein, H. B., 1993, Synoptic-Dynamic Meteorology in Midlatitudes, Oxford University Press, Vol. 2, 594 pp. UK.
- Brooks, H. E., Doswell, C. A. and Cooper, J., 1994, On the environments of tornadic and nontornadic mesocyclones, Weather Forecast, **9**, 606-618.
- Brown, J. M., 1986, A decision tree for forecasting downslope winds in Colorado, Preprints, 11th Conf. Weather Forecasting and Analysis, Kansas City, Am. Meteorol. Soc., 83-88.
- Colquhoun, J. R., 1987, A decision tree method of forecasting thunderstorms, severe thunderstorms and tornadoes, Weather Forecast, **2**, 337-345.
- Colquhoun, J. R., 1996, A decision tree method of forecasting thunderstorms, severe thunderstorms and tornadoes revisited, Proc. Fifth Australian Severe Thunderstorm Conf., Avoca Beach, New South Wales, Australia, Australian Bureau of Meteorology, 135-141.
- Dvorak, V. F., 1975, Tropical cyclone intensity analysis and forecasting from satellite imagery, Mon. Weather. Rev., **103**, 420-430.
- Doswell III, C. A., Lemon, L. R., and Maddox, R. A., 1981, Forecaster training— a review and